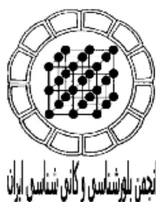
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۴، از صفحهٔ ۳۷۳ تا ۳۸۲



کردیریت با ساختار ماکل چرخشی شعاعی شش‌تایی در شیست‌های نئوپروتروزوئیک بالایی- کامبرین پایینی در جنوب‌غربی زنجان، شمال غرب ایران

اکرم اشرفی، جواد ایزدیار*، نازیلا نصیحت شنو

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

(دریافت مقاله: ۹۳/۳/۲۵، نسخه نهایی: ۹۳/۵/۲۶)

چکیده: در جنوب‌غربی زنجان، مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل کلریت‌شیست و میکاشیست با میان‌لایه‌هایی از کوارتزشیست و کوارتزیت با سن نئوپروتروزوئیک بالایی- کامبرین پایینی رخنمون دارند. نفوذ توده‌ی مونزوگرانیتی خرم‌درق با سن ترشیاری درون شیست‌ها موجب تشکیل سنگ‌های دگرگون شش‌وجهی کردیریت با ماکل‌های سیاه چرخشی شعاعی شش‌تایی شده‌است. کردیریت-های شش‌وجهی از شش بخش یا سه زوج بخش نوری تشکیل شده‌اند. در بررسی‌های سنگ‌نگاشتی با قطبش‌های عمود برهم، تمام بخش‌ها ناهمسانگرد بوده و ویژگی‌های نوری آن‌ها از قبیل موقعیت خاموشی و سمتگیری‌های نوری نسبت به مرز بین ماکل‌های تقریباً متقارن است. این ساختار می‌تواند براساس برش عمود بر محور درجه‌ی شش چرخشی روی محور Z بلورشناسی در یک بلور شش-گوش دو هرمی تفسیر شود که در آن سطوح با شاخص‌های میلری $(0\bar{1}10)-(01\bar{1}0),(\bar{1}010)-(10\bar{1}0),(\bar{1}100)-(1\bar{1}00)$ دارای مشخصات نوری یکسانی هستند. عدم وجود ساختار ماکل نوری درون‌بخشی، و نیز مرز صاف بین بخش‌های ماکلی نشانگر این است که این ساختار در اثر رشد کردیریت راست‌گوشه‌ی در دمای پایین، روی سطوح منشوری ایندیالیت شش‌گوشه‌ی اولیه ایجاد شده است.

واژه‌های کلیدی: *شیست‌های نئوپروتروزوئیک بالایی- کامبرین پایینی؛ زنجان؛ ایندیالیت؛ کردیریت؛ ماکل چرخشی شعاعی.*

مقدمه

کانی کردیریت به فراوانی در سنگ‌های دگرگون مجاورتی و ناحیه‌ای با درجه‌ی بالا تشکیل می‌شود. فرمول عمومی کردیریت $Al_4Si_5O_{18}(Mg,Fe,Mn)_2,nH_2O$ بوده و دارای دو چندریختی شناخته شده است. شکل با دمای بالای آن دارای ساختاری شش‌گوش است و به نام ایندیالیت معروف است در حالی‌که شکل با دمای پایین آن دارای ساختار بلوری راست-گوشه است که بسیار فراوان‌تر از ایندیالیت در طبیعت دیده می‌شود [۱-۳]. هر دو ساختار دارای حلقه‌های شش‌تایی از چهاروجهی‌های $(Si, Al)O_4$ هستند و از این‌رو در گروه سیلیکات‌های حلقوی رده‌بندی می‌شوند، اما در ساختار راست-گوشه، این حلقه‌های شش‌تایی از طریق چهاروجهی‌های اضافی (Al, Si) به یکدیگر وصل می‌شوند و موجب تشکیل یک ساختار شبکه‌ای محکم می‌شود. درون این ساختار شبکه‌ای، فضاهای خالی هشت‌وجهی ایجاد می‌شود که به‌وسیله‌ی کاتیون‌های Fe ،Mg و مقادیر کمی Mn پر می‌شوند. مولکول-های آب و یون‌های قلیایی (معمولاً سدیم و پتاسیم) در کانال-های ایجاد شده به‌وسیله‌ی حلقه‌های شش‌تایی به موازات محور C بلورشناسی در ساختار کردیریت‌ها وجود دارند [۲]. ایندیالیت به‌شکل گروه فضایی P6/mcc است که در آن توزیع منظم Si و Al در موقعیت چهاروجهی رخ نمی‌دهد در حالی‌که

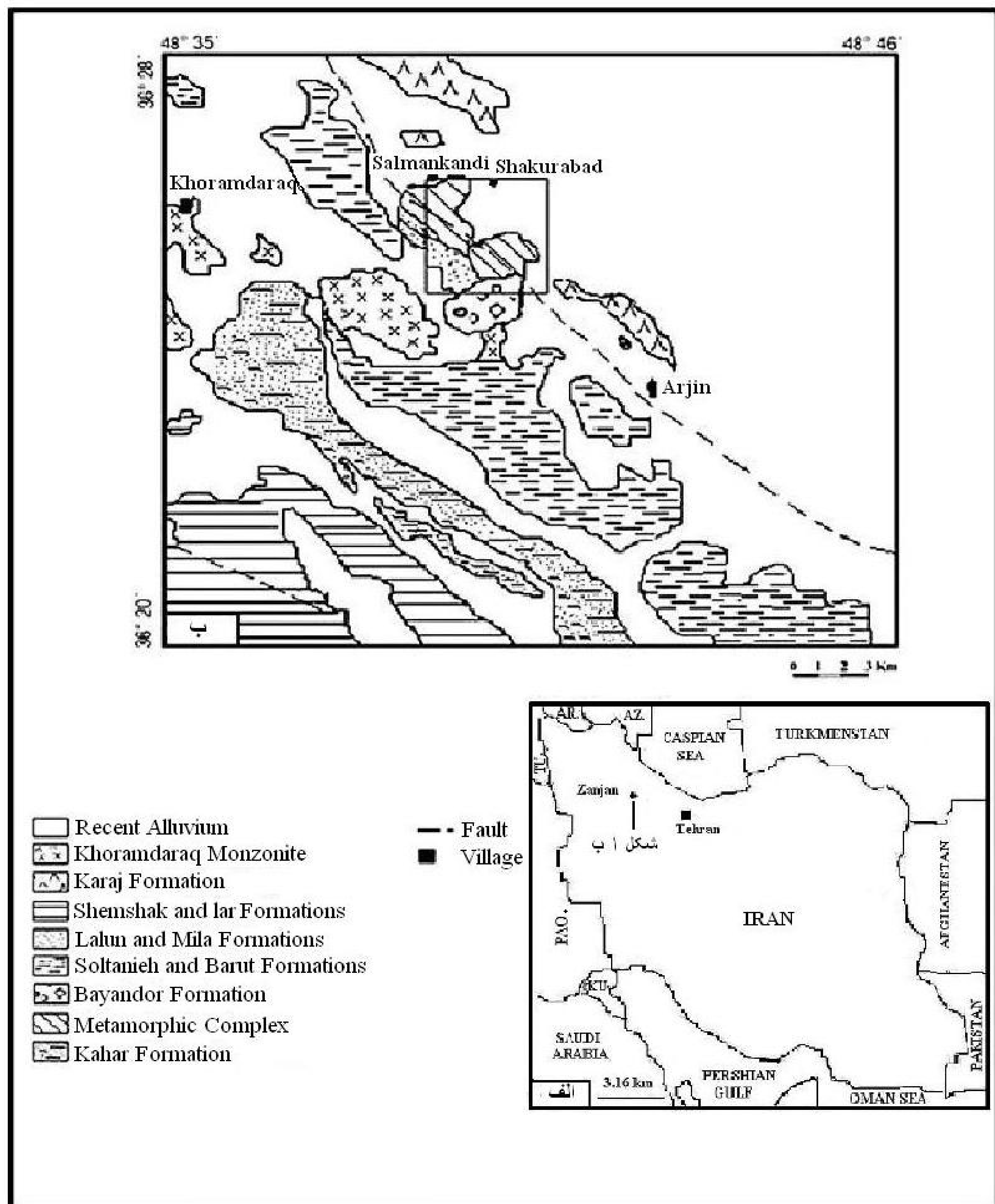
*نویسنده مسئول، تلفن - نمابر: ۵۱۵۴۰۳۰ (۰۲۴۱)، پست الکترونیکی: izadyar@znu.ac.ir

کردیریت راست‌گوشه دارای گروه فضایی Cccm بوده و در آن توزیع Si و Al کاملاً منظم است. در کردیریت‌های راست‌گوشه، پیوندهای تصادفی Al- O- Al شکسته شده و دوباره به صورت منظم با Si درموقعیت چاروجهی توزیع می‌شود [۱]. در کردیریت انواع ماکل‌های ساده، تکراری و چرخشی مشاهده می‌شود. ماکل چرخشی خود دارای انواع متعددی نظیر شعاعی و هم مرکز است. ماکل‌های چرخشی شعاعی بر اساس تعداد زوج سطوح ماکلی به انواع سه‌تایی، شش‌تایی و دوازده‌تایی رده‌بندی می‌شوند [۳]. در ماکل چرخشی شعاعی سه‌تایی، بخش‌های ماکل شده‌ی بلوری در سه راستای متفاوت ایجاد می‌شود که با یک محور چرخشی درجه‌ی ۳ که به موازات محور Cی بلورشناسی قرار گرفته و به یکدیگر وابسته‌اند [۴]. محور چرخشی درجه‌ی ۳ در کردیریت به موازات محور C راست‌گوشه است. ساختار ماکل سه تایی می‌تواند به صورت رشد ماکلی بر روی سطوح بلور ایندیالیت اولیه [۵،۱]. یا بر اثر تبدیل در اثر دمای بالای شش‌گوشه ایندیالیت به شکل دمای پایین کردیریت راست‌گوشه تشکیل شود [۶] . از طرف دیگر کیتامورا و یامادا [۳] با بررسی ماکل چرخشی شعاعی سه‌تایی در کردیریت‌های موجود در هورنفلس‌ها نشان دادند که هر دو خاستگاه رشدی و تبدیلی می‌تواند باعث تشکیل ساختار سه‌تایی در کردیریت‌ها شود. کیتامورا و یامادا [۳] بخش‌های با شاخص میلری (100) را به نام بخش‌های a، بخش‌های با شاخص میلری (001) به نام بخش‌های c و بخش‌های با شاخص میلری سه‌تایی را به نام بخش‌های h نام‌گذاری کردند که بخش‌های a و b بر اثر رشد بلور راست‌گوشه‌ی کردیریت روی سطوح اولیه‌ی بلور ایندیالیت تشکیل شده‌اند در حالی‌که بخش‌های c بر اثر تبدیل بلور ایندیالیت به کردیریت راست-گوشه ایجاد شده‌اند. کیتامورا و هیرویی [۷] با استفاده از میکروسکوپ الکترونی تجزیه‌ای، دمای تبدیل ایندیالیت با دمای بالا به کردیریت‌های با دمای پایین را برای محلول جامدی با ترکیب شیمیایی حدواسط Mg- Fe، پایین‌تر از ۷۰۰°C تعیین کردند در حالی‌که پوتنیس [۸] دمای تبدیل را برای عضو نهایی Mg در حدود ۱۴۵۰°C به‌دست آورد. در بررسی شیست‌های نئوپروتروزوئیک بالایی- کامبرین پایینی در جنوبغربی زنجان برای نخستین بار کردیریت با ساختار ماکل چرخشی شش‌تایی مشاهده شد. این یافته موجب شد تا بررسی دقیقی در مورد ویژگی‌های نوری، ترکیب کانی‌ها و چگونگی تشکیل آن‌ها انجام شود که نتایج آن در این مقاله ارئه می‌شوند.

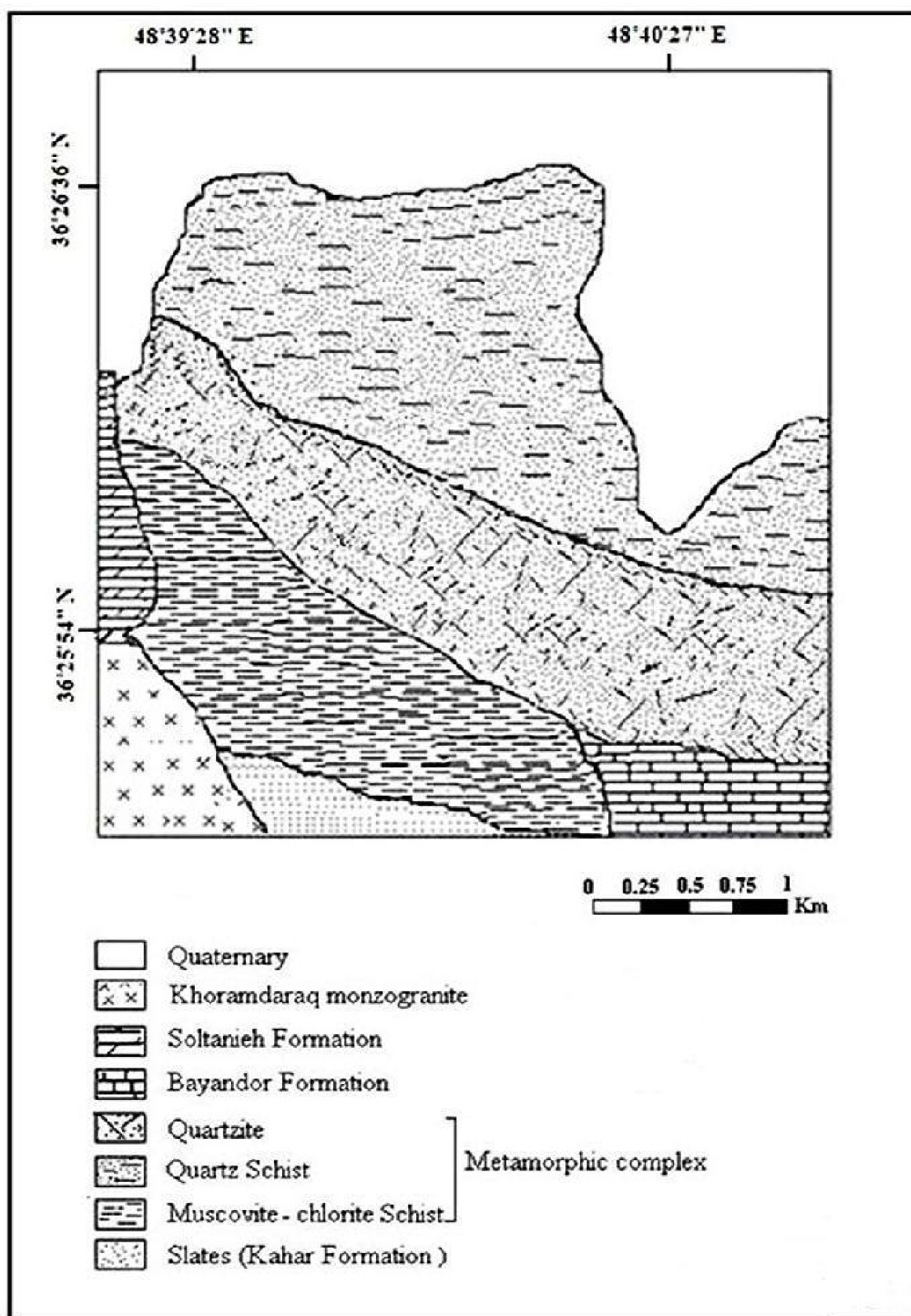
موقعیت زمین‌شنا سی

در جنوبغربی زنجان و نزدیک به روستای شکورآباد مجموعه-ای از سنگ‌های دگرگون با روند شمال‌غربی - جنوبشرقی رخنمون دارند (شکل‌های ۱ الف و ۱ ب). این مجموعه از فیلیت، کلریت‌شیست، میکاشیست با میان لایه‌هایی از کوارتزیت و کوارتزشیست تشکیل شده‌اند. در جنوب‌غربی این مجموعه‌ی دگرگون، ردیفی از اسلیت‌های سازند کهر وجود دارند که به سمت شمال‌شرقی به‌صورت تدریجی به فیلیت و شیست‌های مجموعه‌ی دگرگونی تبدیل می‌شوند و از این‌رو می‌توان این مجموعه‌ی دگرگونی را بخشی از سازند کهر در نظر گرفت که از نظر درجه و شدت دگرگونی با هم تفاوت دارند. علاوه بر شیست‌های مجموعه‌ی دگرگونی و اسلیت‌های سازند کهر، ردیفی از رسوب‌های کربناتی و تخریبی (شامل سازندهای بایندر، سلطانیه، باروت و لالون) نیز رخنمون دارند (شکل‌های ۱ ب و ۲) [۱۰،۹]. هورتون و همکاران [۱۱] با استفاده از بررسی‌های ایزوتوپی U- Pb بر روی زیرکن موجود در ردیفی از سازندهای کهر، بایندر، سلطانیه، باروت و لالون پیشنهاد کردند که مجموعه‌ی این سازندها یک توالی کامل رسوبی است که شروع آن از نئوپروتوزوئیک بالایی تا کامبرین پایینی تداوم داشته‌است که این سن توسط سایر پژوهشگران نیز تأیید شده-است [۱۲-۱۵]. با توجه به نتایج این پژوهش‌ها، در این مقاله نیز برای سازندهای مشابه مشاهده شده در منطقه، سن نئوپروتوزوئیک بالایی- کامبرین پایینی پذیرفته شده‌است. نهشته‌های مزوزوئیک رخنمون یافته در منطقه‌ی مورد بررسی شامل رسوب‌های تخریبی سازند شمشک و سنگ آهک‌های سازند لار هستند (شکل‌های ۱ ب و۲) [۱۰،۹]. نهشته‌های ترشیری شامل دنباله‌ی رسوب‌های تخریبی و سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی تشکیل می‌دهند که می‌توان آن‌ها را معادل سازند کرج در البرز درنظر گرفت (شکل ۲) [۱۰]. توده-ی مونزوگرانیتی خرم‌درق در جنوب‌غربی منطقه‌ی مورد بررسی

رخنمون دارد که شدیداً هوازده است و نفوذ آن در شیست‌های مجموعه‌ی دگرگونی و اسلیت‌های سازند کهر موجب تشکیل هاله‌ای دگرگونی و پورفیروبلاست‌های کردیریت شده است (شکل ۲).



شکل ۱ الف- موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در جنوب غربی زنجان واقع در شمال غربی ایران. ب- نقشه زمین شناسی منطقه‌ی مورد بررسی برگرفته و خلاصه شده از [۱۰،۹].



شکل ۲ نقشه‌ی سنگ شناختی منطقه‌ی مورد بررسی.

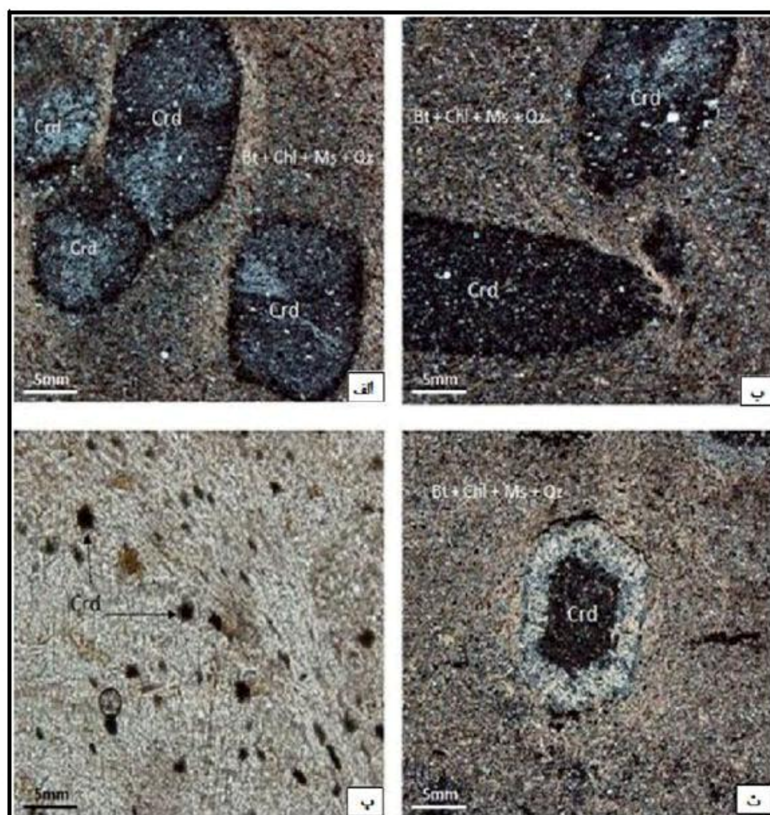
روش بررسی

در این پژوهش، روش بررسی شامل نمونه‌برداری هدفمند از شیست‌های نئوپروتروزوئیک بالایی- کامبرین پایینی در فاصله‌های مشخص نسبت به توده‌ی نفوذی مونزوگرانیتی خرم‌درق، تهیه‌ی مقاطع نازک از نمونه‌های حاوی پورفیروبلاست‌های قابل مشاهده در نمونه‌ی دستی، بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری و خصوصیات نوری و در نهایت تجزیه‌ی نقطه‌ای کردیریت و سایر کانی‌های دیگر به‌وسیله‌ی ریزپردازنده‌ی الکترونی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران بوده‌است. دستگاه ریزپردازنده‌ی الکترونی از نوع Cameca SX 100 بوده و تجزیه‌ی کانی‌ها در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۱۰ نانوآمپر و در بازه‌ی زمانی ۱۰ ثانیه انجام گرفته‌است.

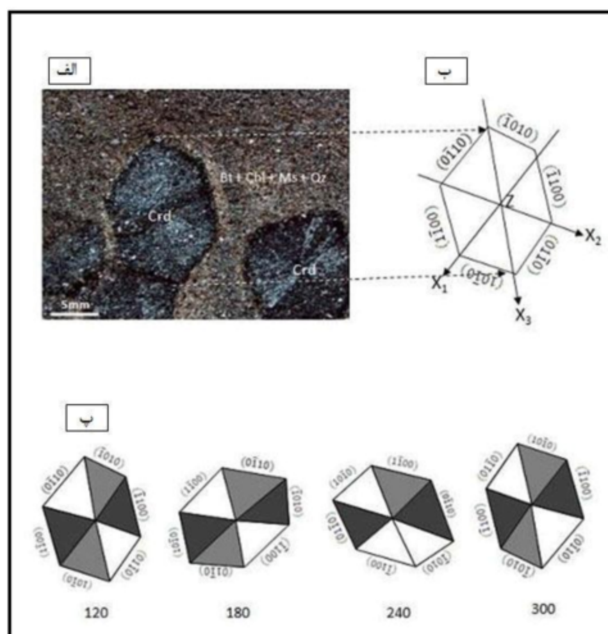
سنگ‌نگاری، ویژگی‌های نوری و ترکیب شیمیایی کردیریت

مهم‌ترین سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی را شیست‌های با خاستگاه پلیتی (کلریت‌شیست، موسکویت-کلریت، بیوتیت‌شیست)، کوارتزشیست و کوارتزیت تشکیل می‌دهند (شکل ۲). شیست‌های پلیتی بیشتر از بیوتیت، موسکویت، کلریت و کوارتز تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۳ الف، ۳ ب و ۳ پ). فراوانی کانی‌های صفحه‌ای سبب شکل‌گیری بافت لپیدوبلاستیک شده‌است. پورفیروبلاست‌های کردیریت به‌صورت بلورهای پسا زمین‌ساختی و بر اثر دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند. عدم چرخش بافت خارجی در پیرامون آن‌ها، توزیع تصادفی نسبت به شیستوزیته‌ی خارجی، عدم وجود حاشیه‌ی فشارشی و عبور شیستوزیته‌ی خارجی بدون تغییر از درون پورفیروبلاست‌های کردیریت از دلایل تشکیل پسا زمین-ساختی آن‌هاست (شکل‌های ۳ الف و ۳ ب). پورفیروبلاست‌های کردیریت دارای میانبارهای فراوانی از بیوتیت، کلریت، موسکویت و کوارتزند. در نقاط دور از توده‌ی مونزوگرانیتی خرم‌درق، کردیریت نخست به‌صورت ماکل‌های شبح مانند ظاهرشده و با کاهش فاصله، اندازه‌ی آن‌ها بزرگتر و ساختار ماکل در آن‌ها ظاهر می‌شوند (شکل ۳ پ). کردیریت‌های شش‌وجهی (برش های عمود بر محور Z بلورشناسی)، ماکل شعاعی شش‌تایی را نشان می‌دهند درحالی‌که پورفیروبلاست-های کشیده و بیضوی (برش های موازی محور Z بلورشناسی)، فاقد ساختار ماکل می‌باشند (شکل‌های ۳ الف و ۳ ب). این دو نوع از پورفیروبلاست‌های کردیریت به‌صورت هم‌زیست دیده می‌شوند (شکل ۳ ب). کردیریت‌ها در بسیاری از موارد به‌طور گسترده‌ای پنیتی شده‌اند و این فرآیند آثار ماکل اولیه را از بین برده‌است (شکل ۳ ت). مرز بین بخش‌های تشکیل‌دهنده‌ی ماکل‌ها صاف بوده و عموماً از کانی‌های زمینه، نظیر موسکویت، کلریت، بیوتیت و کوارتز، پر شده‌اند و آثار ماکل نوری در داخل بخش‌ها دیده نمی‌شوند (شکل های ۳ الف، ۳ ب، ۳ پ و ۴ الف). در بررسی سنگ‌نگاشتی با قطبش‌های عمود برهم، همه‌ی بخش‌ها ناهمسانگرد بوده و ویژگی‌های نوری آن‌ها از جمله موقعیت خاموشی و سمتگیری‌های نوری، تقریباً نسبت به مرز بین ماکل‌ها متقارنند. در شکل ۴ با چرخش ۱۸۰ درجه‌ای و ساعتگرد در صفحه‌ی میکروسکوپ، موقعیت بخش‌های شش-تایی کردیریت نشان داده شده‌است. در این چرخش در موقعیت ۱۲۰ درجه، بخش‌های $(1\bar{1}00)-(\bar{1}100)$ خاموش‌اند درحالی-که بخش‌های $(10\bar{1}0)-(\bar{1}010)$ خاکستری و بخش‌های $(01\bar{1}0)-(0\bar{1}10)$ به رنگ روشن دیده می‌شوند. با یک چرخش تقریباً ۶۰ درجه‌ای و در موقعیت ۱۸۰ درجه، بخش-های $(10\bar{1}0)-(\bar{1}010)$ در موقعیت خاموشی قرار گرفته و بخش‌های $(01\bar{1}0)-(0\bar{1}10)$ به رنگ خاکستری و بخش‌های $(1\bar{1}00)-(\bar{1}100)$به رنگ روشن دیده می‌شوند. این فرآیند در چرخش ۱۸۰ درجه‌ای سه بار تکرار می‌شود (شکل‌های ۴ ب و ۴ پ).

هرچند که پورفیروبلاست‌های شش‌وجهی کردیریت از شش بخش یا سه جفت‌بخش نوری تشکیل شده‌اند، اما تجزیه‌های شیمیایی با استفاده از ریزپردازنده‌ی الکترونی، تفاوت شیمیایی روشنی را بین بخش‌ها نشان نمی‌دهند (جدول ۱). مقدار میانگین نسبت (Fe/ Mg+Fe+Mn) تمام بخش‌ها در حدود ۰٫۳۰ است و تفاوت معنی‌دار آماری بین آن‌ها وجود ندارد. هم-چنین تفاوت قابل ملاحظه‌ای بین ترکیب شیمیایی کردیریت-های بیضوی فاقد ماکل و کردیریت‌های شش‌وجهی دارای ماکل وجود ندارد (جدول ۱).



شکل ۳ الف- پورفیروبلاست‌های شش‌وجهی کردیریت با ماکل چرخشی شعاعی شش‌تایی. ب- پورفیروبلاست‌های شش‌وجهی و بیضوی کردیریت که پس از زمین‌ساختی تشکیل شده‌اند. پ- پورفیروبلاست‌های ریز دانه کردیریت در فواصل دور از توده‌ی مونزوگرانیتی خرم‌درق. ت- پورفیروبلاست کردیریت با تبدیل‌شدگی گسترده به پنیت.



شکل ۴ الف- پورفیروبلاست‌های شش‌وجهی کردیریت با ماکل چرخشی شعاعی شش‌تایی که عمود بر محور درجه شش چرخشی منطبق بر محور Z بلورشناسی برش خورده است. ب- ترسیم کردیریت مشاهده شده همراه با سمتگیری‌های بلورشناسی و شاخص‌های میلری سطوح. پ- ترسیم چرخش ۱۸۰ درجه‌ای پورفیروبلاست کردیریت با زوایای ۶۰ درجه با شروع از موقعیت ۱۲۰ درجه.

جدول ۱ نتایج تجزیه ی ریز پردازشی کردیریت. فرمول شیمیایی کردیریت بر اساس ۱۸ اکسیژن محا سبه شـده اسـت. جـدایش اهـن دو و سـه ظرفیتی به روش تعادل بار صورت گرفته و اهن کل به صورت FeO محاسبه شده است.

کردیریت شش وجهی							کردیریت بیضوی		
Miller lnd.	$10\bar{1}0$	$\bar{1}010$	$\bar{1}100$	$1\bar{1}00$	$0\bar{1}10$	$01\bar{1}0$	-	-	-
SiO_2	۴۶/۵۰	۴۵/۱۷	۴۵/۲۶	۴۶/۰۰	۴۶/۲۲	۴۵/۸۱	۴۷/۰۱	۴۴/۸۴	۴۶/۶۱
Al_2O_3	۳۳/۴۴	۳۲/۳۶	۳۳/۰۱	۳۱/۹۱	۳۳۳/۱۳	۳۲/۶۹	۳۴/۶۴	۳۲/۵۴	۳۱/۹۲
FeO	۹/۶۲	۱۱/۹۵	۱۲/۱۶	۱۱/۸۹	۱۱/۷۲	۱۱/۷۲	۱۰/۷۵	۱۱/۹۹	۱۱/۸۹
MgO	۴/۸۲	۵/۴۲	۴/۶۹	۴/۸۴	۴/۸۵	۵/۲۰	۳/۵۵	۵/۸۳	۵/۲۴
CaO	۰/۵۰	۰/۵۳	۰/۳۷	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۵
K2O	۰/۶۷	۰/۸۸	۰/۵۲	۰/۷۲	۱/۳۲	۰/۸۰	۰/۴۹	۰/۷۳	۱/۴۰
Total	۹۵/۵۵	۹۶/۳۱	۹۶/۰۱	۹۵/۸۲	۷۲/۹۷	۹۶/۲۲	۹۶/۹۴	۹۶/۴۳	۹۷/۶۱
Si	۱/۶۶	۱/۶۳	۱/۶۳	۱/۶۴	۱/۶۳	۱/۶۲	۱/۳۵	۱/۶۱	۱/۶۶
Al	۱/۴۰	۱/۳۷	۱/۴۰	۱/۳۵	۱/۳۸	۱/۳۶	۱/۴۴	۱/۳۸	۱/۳۴
Fe^{2+}	۰/۲۹	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۳۵
Mg	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۱۹	۰/۳۱	۰/۲۸
Ca	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
K	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۶
Total	۳/۶۶	۳/۷۱	۳/۷۰	۳/۶۶	۳/۶۹	۳/۶۶	۰/۶۴	۳/۷۰	۳/۷۱

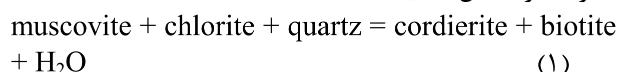
بحث و بررسی

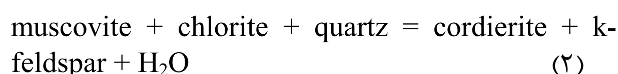
ساختار ماکل شعاعی شش‌تایی در کردیریت‌های شش‌وجهی می‌تواند بر اساس برش عمود بر محور درجه‌ی ۶ در یک بلور شش‌گوشه‌ی دوهرمی تفسیر شود (شکل ۵). در بلورهای شش-گوشه، محور چرخشی درجه ۶ بر محور Z بلورشناسی قرار می-گیرد و از آن‌جاکه در اطراف این محور سه راستای مشابه وجود دارد که با زوایای ۱۲۰ درجه از هم قرار گرفته‌اند و با علامت-های X_1, X_2, X_3 نشان داده می‌شوند، شاخص‌های میلری بلورهای سیستم شش‌گوشه به‌صورت چهارتایی و کلی ($h\,k\,\bar{i}\,l$) نشان داده می‌شوند. براین اساس در یک بلور شش‌گوشه‌ی دوهرمی، برش عمود بر محور Z بلورشناسی که کاملاً از مرکز عبور می‌کند، موجب تشکیل یک شش‌وجهی می‌شود که شامل ۶ سطح با شاخص‌های میلری $(1\bar{1}00),(\bar{1}100),(\bar{1}010)$ $(10\bar{1}0),(0\bar{1}01),(0\bar{1}10)$ هستند (شکل ۵)، درحالی‌که کردیریت‌های فاقد ماکل می‌تواند بر اساس برش موازی Z بلورشناسی در یک بلور شش‌گوشه‌ی دوهرمی تشکیل شوند (شکل ۵).

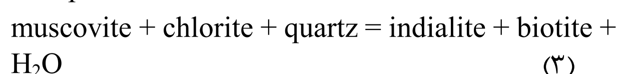
به عقیده‌ی زک [۴] علت شکل‌گیری ماکل سیاه شعاعی شش‌تایی در کردیریت، تبدیل شکل دمای بالای شش‌گوشه‌ی ایندیالیت به شکل راست‌گوشه‌ی با دمای پایین کردیریت است که این فرضیه با آزمایش‌های تجربی روی کردیریت‌های منیزیم‌دار تأیید شده‌است [۱۷،۱۶]. همچنین پوتنیس و هولند [۶] پیشنهاد کردند که تبدیل نوع ایندیالیت شش‌گوشه به کردیریت راست‌گوشه موجب شکل‌گیری تنش در بلور می‌شود که برای کاهش این تنش، ماکل‌های شعاعی ایجاد می‌شوند. درحالی‌که گروهی دیگر از پژوهشگران [۳،۷] با بررسی‌های تجربی نشان دادند که تشکیل ماکل‌های شعاعی در کردیریت‌ها به‌دلیل رشد بلورهای کردیریت راست‌گوشه روی سطوح ایندیالیت شش‌گوشه تشکیل شده در دماهای بالاست. اگر ماکل شعاعی شش‌تایی بر اثر تبدیل شکل ایندیالیت شش‌گوشه به کردیریت راست‌گوشه ایجاد شده‌باشد دو ویژگی بافتی نشان می‌دهند که عبارتند از: (۱) بر اثر تنش‌های درون بلوری ناشی از تبدیل شکل بایستی ماکل‌های نوری درون بخشی در هر یک از بخش‌های تشکیل‌دهنده‌ی ماکل شعاعی کردیریت دیده شود و (۲) بایستی مرز بین بخش‌های تشکیل دهنده‌ی ماکل شعاعی تداخلی باشند [۶]. در ماکل‌های مشاهده شده‌ی کردیریت، مرز بین بخش‌های تشکیل‌دهنده، صاف بوده و ساختار ماکل نوری درون بخشی نیز در آن‌ها دیده نمی‌شود و از این‌رو می‌توان نتیجه گرفت که ماکل چرخشی شعاعی شش-تایی در کردیریت‌ها در اثر رشد دوباره‌ی کردیریت‌های راست-

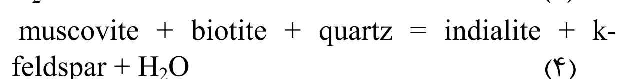
گوشه روی سطوح منشوری ایندیالیت‌های اولیه‌ی شش‌گوشه ایجاد شده‌است.

واکنش‌های اصلی که منجربه تشکیل کردیریت و ایندیالیت در سنگ‌های با خاستگاه پلیتی بر اثر دگرگونی مجاورتی می‌شوند، عبارتند از (شکل ۶) [۶] :

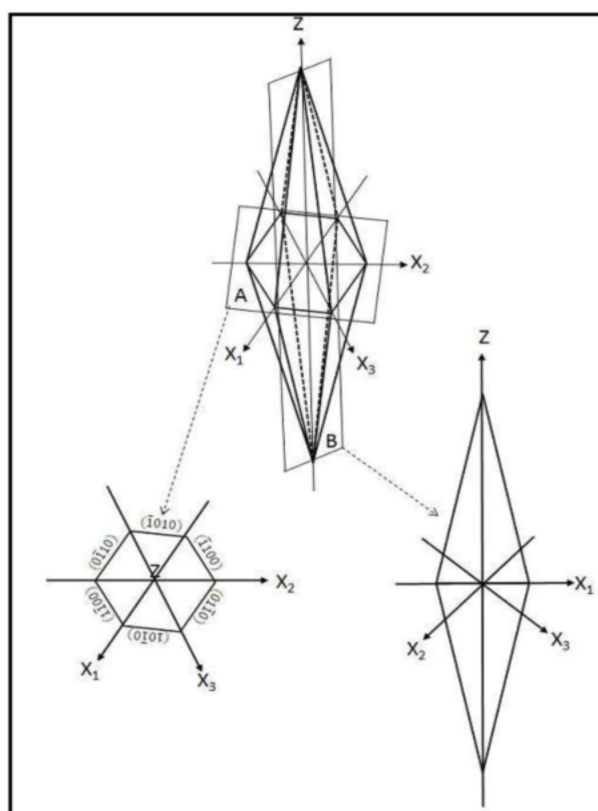

muscovite + chlorite + quartz = cordierite + biotite + H_2O (۱)


muscovite + chlorite + quartz = cordierite + k-feldspar + H_2O (۲)

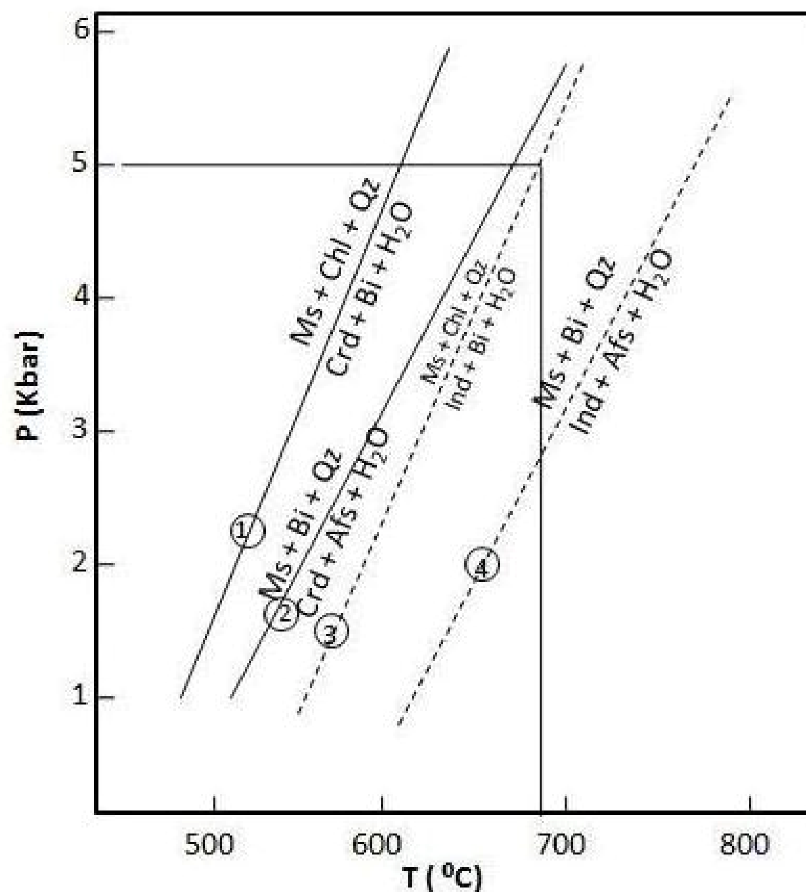

muscovite + chlorite + quartz = indialite + biotite + H_2O (۳)


muscovite + biotite + quartz = indialite + k-feldspar + H_2O (۴)

در شکل ۶ موقعیت فشار- دمای واکنش‌ها برای کردیریت راست‌گوشه و ایندیالیت شش‌گوشه ترسیم شده‌اند که نشان می‌دهد شکل بی‌نظم شش‌گوشه‌ی ایندیالیت در دمای بالاتری ایجاد می‌شود [۶]. با توجه به اینکه در مجموعه‌ی کانیایی شیست های مورد بررسی، فلدسپار پتاسیم مشاهده نشد لذا واکنش‌های دارای فلدسپار پتاسیم (واکنش‌های ۲ و ۴) در تشکیل ایندیالیت اولیه و نیز رشد دوباره کردیریت‌های راست گوشه نقشی نداشته‌اند. از طرف دیگر پورفیرو بلاست‌های کردیریت حاوی میانبارهایی از موسکویت، کلریت، بیوتیت و کوارتزند که فراوان ترین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی شیستوزیته خارجی نیز هستند (شکل ۳) لذا می توان به این نتیجه رسید که تشکیل ایندیالیت اولیه بر اثر واکنشی نظیر واکنش شماره‌ی ۳ صورت گرفته باشد. با فرض فشار ۵ kbar که از فشارسنجی توده‌ی نفوذی خرم‌درق بر اساس ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها حاصل شده‌است [۱۸]، و با توجه به واکنش شماره‌ی ۳، دمای تشکیل ایندیالیت اولیه حدود ۶۸۰°C به‌دست می‌آید. لازم به یادآوری است که دمای حاصل از واکنش شماره‌ی ۳ با فرض عضو نهایی منیزیم‌دار ایندیالیت بدست امده است در حالیکه در سنگ‌های طبیعی، ایندیالیت حاوی مقادیری آهن است که باعث کاهش دمای تشکیل ان تا ۱۵۰°C می شود [۶]. با توجه به اینکه کردیریت‌های مورد بررسی نیز حاوی مقادیری آهنند (جدول ۱)، لذا دمای تشکیل ایندیالیت اولیه حدود ۵۳۰°C براورد شد. با سرد شدن توده‌ی نفوذی و کاهش دما و با فرض ثابت بودن فشار، کردیریت در اثر واکنش شماره‌ی ۱ روی سطوح منشوری ایندیالیت‌های اولیه‌ی شش‌گوشه، تشکیل می‌شود (شکل ۶).



شکل ۵ الف- برش عمود بر محور درجه‌ی شش منطبق بر محور Z بلورشناسی. ب- برش موازی محور درجه‌ی شش چرخشی (محور Z بلورشناسی) دربرگیرنده‌ی محور X1.



شکل ۶ منحنی‌های فشار- دمای تشکیل کردیریت و ایندیالیت [۶] . علامت‌های اختصاری کانی‌ها از مرجع [۱۹] برگرفته شده‌اند.

برداشت

۱- برای نخستین بار کردیریت با ساختار ماکل چرخشی شعاعی شش‌تایی در شیست‌های نئوپروتروزوئیک بالایی- کامبرین پایینی در جنوب‌غربی زنجان یافت شدند که بر اثر نفوذ توده‌ی مونزوگرانیتی خرم‌درق درون این شیست‌ها تشکیل شده‌اند.

۲- کردیریت‌های شش‌وجهی از شش بخش یا سه زوج‌بخش نوری ناهمسانگرد تشکیل شده‌اند که ویژگی‌های نوری آن‌ها از قبیل موقعیت خاموشی و سمتگیری‌های نوری نسبت به مرز بین ماکل‌ها تقریباً متقارنند.

۳- ساختار ماکل چرخشی شعاعی شش‌تایی مشاهده شده در کردیریت‌های شش‌وجهی می‌تواند بر اساس برش عمود بر محور درجه‌ی شش چرخشی یک بلور شش‌گوش دوهرمی تفسیر شود که در آن سطوح با شاخص‌های میلری $(1\bar{1}00)-(\bar{1}100), (10\bar{1}0)-(\bar{1}010), (01\bar{1}0)-(0\bar{1}10)$ دارای سرشتی‌های نوری یکسانی هستند.

۴- مرز صاف بین بخش‌های نوری و عدم وجود ماکل‌های درون‌بخشی نشان می‌دهد که کردیریت راست‌گوشه‌ی دمای پایین روی سطوح منشوری ایندیالیت شش‌گوشه‌ی اولیه ایجاد شده‌است.

قدردانی

این مقاله بخشی از نتایج پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد نویسنده‌ی اول مقاله است که با حمایت معاونت آموزشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه زنجان انجام گرفت که سپاسگزاری می‌شود. همچنین نویسنده‌ی مسئول به سبب حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه زنجان از طریق پژوهانه کمال تشکر را دارد.

مراجع

[1] Putnis A., *"Introduction to mineral sciences"*, Cambridge University Press, U.K (1992) 478 p.

[2] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock- forming minerals"*, Longman Scientific and Technical (1992) 696 p.

[3] Kitamura M., Yamada H., *"Origin of sector trilling in cordierite in Diamonji hornfels, kyoto, Japan"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 97 (1987) 1- 6.

[4] Zeck H. P., *"Transformation trilling in cordierite"*, Journal of Petrology 13 (1972) 367-380.

[5] Strunz H., Tennyson C. H., Uebel P. J., *"Cordierite, morphology, physical properties, structure, inclusions, and oriented intergrowth"*, Minerals Science and Engineering, Cottesloe, South Africa (1971) 3- 8.

[6] Putnis A., Holland T. J. B., *"Sector trilling in cordierite and equilibrium overstepping in metamorphism"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 9 (1986) 265- 72.

[7] Kitamura M., Hiroi Y., *"Indialite from Unazuki pelitic schists, Japan, and its transition texture to cordierite"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 80 (1982) 110- 116.

[8] Putnis A., *"The distortion index in anhydrous Mg- cordierite"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 74 (1980) 135- 141.

[۹] باباخانی ا.، صادقی ا.، *"نقشه‌ی زمین‌شناسی زنجان (۱:۱۰۰۰۰۰)"*، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۸۳).

[10] Stocklin J., Eftekharnezhad J., *"Explanatory text of the Zanjan Quadrangle map 1:250000"*, (1969).

[11] Horton B. K., Hassanzadeh J., Stockli D. F., Axen G. T., Gillis R. T., Grove M., *"Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implication for chronostratigraphy and collisional tectonics"*, Tectonophysics, 451(2008) 97- 1222.

[12] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran a review"*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968) 1229- 1258.

[13] Samani B. A., Zhuyi C., Xueto G., Chuan T., *"Geology of Precambrian in centeral Iran: On the context of stratigraphy, magmatism and metamorphism"*, Geosciences Quarterly 3(1994) 40- 63.

[14] Alavi M., *"Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran"*, Journal of Geodynamics 21 (1996) 1- 33.

[15] Berberian M., King G. C. P., *"Towards a paleogeography and tectonic evdution of Iran"*, Candian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.

[16] Schreyer W., Yoder H. S., *"The system Mg-cordierite- H_2O and related rocks"*, Neues Jahrb Mineral Abh 3 (1964) 271- 342.

[17] Armbruster T., *"Role of Na in the structure of low- cordierite: a single crystal study"*, American Mineralogist 71 (1986) 746- 757.

[۱۸] اشرفی ا.، *"مطالعه پتروگرافی و ترمودینامیکی سنگ های دگرگونی ناحیه شکور اباد واقع در غرب- جنوب غرب سلطانیه"*،پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه زنجان(۱۳۹۱) ۱۲۲ص.

[19] Whitney D. L., Evans B. W., *"Abbreviations for names of rock- forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 185- 187.